

RECHERCHES SUR LES TERRAINS ANCIENS DES ASTURIES ET DE LA GALICE,
par Charles Barrois. 630 p. in-4° avec atlas de 20 pl., Lille 1882.

Ce travail est une excellente monographie, réunissant tout ce que la géologie peut dire aujourd'hui sur les terrains des monts Cantabriques. Ces régions avaient été explorées et décrites autrefois par des géologues de premier ordre ; mais jamais on ne les avait étudiées, comme l'a fait M. Barrois, au triple point de vue de la lithologie, de la paléontologie et de la stratigraphie. Dans ses nombreux mémoires, l'auteur nous avait bien prouvé que ces deux dernières branches des sciences géologiques n'avaient aucun secret pour lui. Son livre sur l'Espagne nous révèle aujourd'hui un lithologiste de mérite, parfaitement au courant des méthodes nouvelles et de toutes les publications relatives à la pétrographie. Aussi c'est aux deux maîtres célèbres, MM. Fouqué et Lévy, qui l'ont initié à l'examen microscopique des roches, que M. Barrois a dédié son livre. Les résultats auxquels ce genre de recherches l'a conduit peuvent certainement le disputer en importance à ceux que l'étude des fossiles et de la stratigraphie lui a fournis.

C'est par l'étude lithologique des roches que le livre débute. M. Barrois traite d'abord des roches d'origine sédimentaire, et déclare que l'examen comparatif des schistes des Asturies d'âge différent ne lui a donné aucun résultat général, qu'il n'y a pas de relation appréciable entre leurs caractères lithologiques et leur âge.

Les roches schisteuses répandues dans les Asturies comprennent les variétés suivantes : 1° schistes argileux ; 2° calcschistes ; 3° phyllades ; 4° schistes grossiers quartzeux. Cette subdivision en quatre groupes est confirmée par l'examen microscopique.

Les *schistes argileux* du terrain cambrien se montrent au microscope formés de quartz, de mica blanc, de chlorite, de graphite ; accessoirement on y découvre de la tourmaline et du rutile qui jouent un rôle très secondaire dans ces schistes.

Les *phyllades cambriens* se distinguent des schistes argileux par l'abondance du mica blanc, la petitesse de grain du quartz et l'abondance des microlithes de tourmaline et de rutile. Le quartz ne présente qu'exceptionnellement les caractères de clasticité. Le mica, qui remplit le rôle de pâte, doit être rapporté à une variété de muscovite. Le feldspath, très rare dans cette roche, appartient à une espèce triclinique ; peut-être est-il ici d'origine élastique. L'oligiste, la chlorite et le charbon sont

Cañons se distingue de celui de l'assise de Lena par la désagrégation plus complète de débris organiques, par le concrétionnement plus avancé de la calcite, par les cristaux de quartz et de dolomie qu'il contient. Quelques-unes des couches de cette assise sont de la dolomie presque pure. L'auteur, s'appuyant sur la structure et sur la stratigraphie de ces roches dolomitiques, incline à les considérer comme des calcaires ordinaires changés complètement après le dépôt. Le minéral le plus intéressant des calcaires de l'assise des *Cañons* est le quartz en prismes bipyramidés. Il est tellement répandu dans ces calcaires qu'on peut le considérer comme caractéristique de ces roches dans la chaîne cantabrique.

Le *marbre griotte* ou *marbre amygdalin* forme un niveau constant dans les Pyrénées, l'Espagne et la France. Ce marbre, exploité avec activité, est bien connu pour son usage dans l'ornementation. Ce calcaire compact et esquilleux est vert ou fortement coloré en rouge. Il est souvent associé à des schistes argileux, quelquefois il est noduleux, les nodules étant enveloppés par du schiste (*calcaire amygdalin*). Le *marbre griotte* renferme des parties schisteuses rougeâtres ; dans le *marbre campan* le schiste est coloré en vert. Ce calcaire est essentiellement formé de goniatides, et l'examen microscopique confirme cette observation faite depuis longtemps par Dufrenoy. Ces restes organiques sont en général bien conservés. La silice est rare dans ces roches ; cependant, on trouve des lits de phanites en certains points.

Les *calcaires dévoniens* présentent de nombreuses variétés de texture et de couleur. Ils ont une cassure esquilleuse ou grenue, et forment des couches peu épaisses qui sont constituées surtout de débris de polypiers. Ils se distinguent des calcaires carbonifères par l'absence des cristaux de quartz et par le manque de foraminifères ; l'auteur a découvert des *Coccolithes* dans les loges des polypiers. L'étude de ces formes l'amène à reconnaître deux stades de fossilisation des coraux du calcaire dévonien. Le premier a lieu de suite après la mort du polypier, alors qu'il est encore chargé de matières organiques, dont la combinaison avec le carbonate de chaux serait nécessaire pour la production des coccolithes. Le deuxième stade est celui de la formation de la calcite d'infiltration qui se poursuit encore de nos jours. Quelques-uns de ces calcaires sont dolomitiques, et des fossiles dévoniens sont silicifiés. L'on en voit que la silice infiltrée a transformés en véritables géodes d'agate dont les parois sont tapissées de cristaux de quartz.

On constate un seul niveau de calcaire dans le *terrain cambrien* ; ce niveau est mince, dépourvu de fossiles et d'une composition lithologique variée que l'auteur attribue à des actions métamorphiques. Ces calcaires cambriens sont saccharoïdes. Cette modification serait due au métamorphisme de contact provoqué par le granite. On n'y trouve plus de traces de fossiles ; les grains de calcite constitutifs de ces roches ne mon-

trent plus la structure primitive : ils sont maclés et offrent dans leur agrégation tous les caractères de la calcite des marbres cristallins. Souvent ils renferment de la pyrite, du mica, du graphite. Les calcaires de Mondoñedo contiennent un minéral de la famille des wernerites présentant les caractères de la couseranite ou du dipyre. Ce calcaire est au contact du granite ; il renferme, outre le minéral précédent, de la siderose, du quartz et de la pyrite. Dans les calcaires cambriens on trouve aussi de la dolomie et du quartz.

On doit ranger encore parmi les roches sédimentaires des couches feldspathiques schistoïdes et porphyriques d'origine clastique, qui sont régulièrement interstratifiées dans les couches des terrains cambrien, silurien, et permien des Asturies. Ces roches, désignées par M. Barrois sous le nom de *mimophyres*, forment un terme intermédiaire entre les porphyroïdes clastiques et les arkoses. Les mimophyres du terrain permien d'Espagne se rapprochent surtout de ceux des Vosges ; comme ceux-ci, on doit les envisager comme des tuffis de porphyres. Au microscope, on y découvre des plagioclases clastiques, de l'orthose, du quartz clastique et récent, des lamelles de mica, de la chlorite, de la pyrite et de la calcite. A Gargantada, ces roches sont des mimophyres nettement caractérisés ; il n'en est pas de même dans le massif de Viñon où les roches plus altérées rendent la détermination difficile. Le mimophyre est postérieur au terrain houiller moyen, mais il n'est guère possible, dans l'état de nos connaissances, de dire si le terrain qui le recouvre et où il est enchâssé appartient au trias ou au permien, ou s'il représente leur ensemble. Les mimophyres *siluriens* sont limités dans les Asturies à l'affleurement des schistes à faune seconde. Ces roches sont formées d'une pâte verte microcristalline de quartz récent avec chlorite et serpentine, contenant des fragments plus ou moins gros de feldspath et de quartz qui leur donnent un facies porphyrique. On doit considérer comme contemporaines et provenant peut-être d'éruptions sous-marines les roches cristallines dont les débris ont contribué à former les mimophyres siluriens. Les roches du même nom qui apparaissent dans le terrain cambrien rappellent pour l'aspect les porphyroïdes des Ardennes françaises. L'auteur, sans se prononcer définitivement sur l'origine de ces roches, les considère comme étant de nature clastique ; mais on pourrait aussi, dit-il, les envisager comme des brèches de friction.

Passant à l'étude des roches cristallines massives qui traversent les terrains stratifiés du nord-ouest de l'Espagne, M. Barrois décrit successivement ces masses éruptives. Sauf les *kersantites quartzifères récentes*, elles dépendent toutes des terrains paléozoïques. Le granite forme les deux massifs de Boal et de Lugo, qui sont tous deux postérieurs aux schistes cambriens. La roche de Boal est un granite renfermant du quartz,

de l'orthose, du feldspath plagioclase et deux micas, sans pâte. L'orthose est remarquablement fraîche ; elle se décompose en mica blanc. Les plagioclases sont rapportés à l'oligoclase, à l'albite et au microcline. Ces deux derniers feldspaths seraient de formation plus récente que l'orthose et l'oligoclase. Au mica blanc, caractéristique pour ce granite, s'associe le mica noir. Le quartz est à différents états dans la roche, quelquefois il est postérieur à l'orthose, à l'oligoclase et au mica, mais antérieur aux grands cristaux d'orthose maclés avec le microcline. Une seconde variété de quartz est le quartz de corrosion. En résumé ce granite renferme les éléments suivants consolidés dans l'ordre indiqué : I. Apatite, sphène, magnétite, mica noir, oligoclase, orthose. II. Quartz granitique et plus tard orthose, microcline, albite. III. Quartz de corrosion, mica blanc, talc. Les ségrégations du granite de Boal contiennent les mêmes éléments que la masse encaissante ; elles ne s'en distinguent réellement que parce qu'elles sont plus acides que le granite quant à leurs feldspaths. La plupart de ces fragments inclus sont des accidents de cristallisation et ne présentent pas les caractères des fragments remaniés.

Le granite forme le sol de presque tout l'ancien royaume de Galice. M. Barrois a étudié ce massif au sud de la province de Lugo et le désigne sous le nom de la ville de ce nom où il affleure dans le voisinage. Son éruption est postérieure au cambrien. Le granite ordinaire du massif de Lugo rappelle celui de Boal ; il s'en distingue par l'absence du mica blanc et par la présence de paillettes vert foncé, qui ne sont pas à rapporter avec certitude à l'amphibole. Cette roche renferme les éléments suivants, non consolidés dans l'ordre ci-dessous : I. Apatite, mica noir, amphibole (?) oligoclase, orthose. II. Quartz en grains, orthose, microcline, albite. III. Quartz de corrosion, albite.

Ce granite de Lugo, qui correspond à la granitite, est très répandu en Espagne. La roche de Boal et celle de Lugo se désagrègent de la même manière ; elles se transforment en arène dans les vallées, et sur les pentes des collines granitiques se trouvent de nombreux blocs de granite arrondis, non décomposés, à couches concentriques. En certains points, on remarque dans ces roches une division en lits qui représenteraient les plans des surfaces successives de refroidissement. La composition et la structure du granite de Lugo restent généralement constantes, cependant le granite de Villar-de-Cas est à grands éléments pegmatoides présentant les caractères d'une masse concrétionnée au milieu de granite encaissant.

Au nord du massif de Boal, divers filons de granite à mica blanc traversent les schistes cambriens, qui sont modifiés au contact. Le granite qui forme la partie centrale des filons renferme les minéraux suivants : I. Orthose, oligoclase, quartz bipyramidé, peu de mica noir

et d'amphibole. II. Quartz récent, orthose récente, mica blanc, chlorite. Au voisinage des schistes, le granite à mica blanc passe à l'eurite. Cette modification consiste essentiellement en un changement de grosseur des grains cristallins.

Le granite à mica blanc (*aplite* de Rosenbusch) ne se trouve qu'en filons minces dans la province de Boal ; ils sont tous dirigés vers le N.-E., orientés comme le grand axe du massif granitique de Boal. L'auteur n'a pas vu cette roche en filons distincts dans ce massif, ils lui paraissent limités aux schistes cambriens. Mais la coïncidence de direction et le voisinage des roches peut faire présumer que les filons d'aplite ne sont que des apophyses du massif granitique de Boal.

Pour fixer l'âge du granite de cette région, l'auteur donne successivement les gisements des roches granitiques des Asturies, et il indique en même temps les terrains qui les traversent. Il conclut de ses recherches : 1° que les granites éruptifs de Boal et de Lugo sont postérieurs au terrain cambrien et qu'ils paraissent antérieurs au terrain silurien ; 2° que des filons minces, analogues aux aplites de Boal, semblent traverser le terrain houiller.

M. Barrois étudie ensuite l'action du granite sur les schistes argileux cambriens. On peut y distinguer trois auréoles métamorphiques principales, disposées concentriquement autour des masses cristallines des Asturies. On a successivement à commencer par la zone extérieure : 1° auréole des *schistes gaufrés*, 2° auréole des *schistes maclifères*, 3° auréole des *leptynolites*.

L'*auréole des schistes gaufrés* comprend des roches où aucune combinaison nouvelle ne s'est formée ; les particules n'ont fait que s'agréger d'une manière différente. Ils répondent aux *Fleckschiefer* et aux *Garbenschiefer* des géologues allemands. Le graphite et la magnétite s'y sont développés. La substance micacée que renferment ces schistes paraît être la séricité ; on y voit aussi des paillettes microscopiques discoïdes noires ; semblables à celles des roches du terrain rhénan des environs de Bastogne et du terrain cambrien des Ardennes françaises.

En s'approchant du granite, on atteint l'*auréole des schistes maclifères* ; on y reconnaît souvent à l'œil nu du mica noir et des cristaux de chiasolithé ; ces roches répondent aux *Knotenschiefer* et aux *Fruchtschiefer*. Ces schistes noirs forment une large bande autour du granite. On observe au microscope que le mica noir s'y substitue à la chlorite. On y voit en outre sous les nicols croisés de la tourmaline et des plages cristallines à contours irréguliers. Ces noyaux doivent être considérés comme de l'andalousite. Les grands cristaux de chiasolithé offrent des particularités intéressantes. L'auteur décrit la forme de ces cristaux, leur mode de décomposition et leurs inclusions ; il étudie l'interposition régulière de matières étrangères dans les sections de ce minéral, et

fait remarquer l'analogie qu'offrent la disposition de ces particules incluses et celle des lames formées par les liquides visqueux à l'état d'équilibre à l'intérieur des charpentes polyédriques solides.

A mesure qu'on se rapproche du massif granitique, les schistes à andalousite se chargent de plus de mica : on entre dans l'*auréole des leptynolithes*. Ces roches micacées se rapportent aux *cornubianites* de M. Michel-Lévy. Dans la Galice, l'action des granites est moins remarquable que dans les Asturies; les schistes à andalousite sont moins bien représentés, mais l'*auréole* des schistes micacés a un plus grand développement.

Ce qui frappe lorsque l'on compare ces effets de contact à ceux que l'on constate dans d'autres régions, c'est la manière irrégulière et capricieuse dont s'est propagée partout l'action modifiante. Cette irrégularité se traduit, ici comme ailleurs, par des variations d'épaisseur de la zone métamorphisée et par l'ordre et la succession de ses diverses *auréoles*. Ce n'est donc que d'une façon générale qu'on doit admettre la succession d'*auréoles* indiquée tout à l'heure. En terminant cette intéressante étude des zones de métamorphisme de contact, M. Barrois fait remarquer qu'il s'est cependant produit dans les Asturies certaines modifications qu'il est bien difficile d'expliquer par une action de contact : ainsi aux environs de Salime on trouve des schistes noirs avec paillettes brillantes rappelant l'ottrélite. Or on n'a pas encore trouvé, au voisinage de ce gisement, de roche éruptive à laquelle on puisse rapporter la formation de ces minéraux discoïdes noirs dont l'origine est incontestablement métamorphique à Cabiñas et dans la Sierra de Ronda.

L'action des granites a produit dans les calcaires qui accompagnent les schistes une structure cristalline, ou elles les a dolomitisés. Ces calcaires cambriens ainsi métamorphosés contiennent divers silicates : dipyre, mica etc., dont-il a été question plus haut.

Quant aux sources thermales sulfureuses des deux versants des Pyrénées, l'auteur fait remarquer qu'elles ne sont pas limitées au granite; on les trouve quelquefois au voisinage des Kersantites récentes.

Les *Porphyres quartzifères* ne forment que des filons minces dans les monts Cantabriques. On y trouve des types porphyriques très différents, malgré le nombre restreint des roches de cette série. M. Barrois signale parmi les porphyres à structure granoïde les filons de Corias; la roche qui les forme est un *porphyre à globules à extinction*. Ce porphyre se rapporte aux granophyres de Rosenbusch. Une autre roche porphyrique qui affleure sous la forme de filon dans la même localité, au nord du précédent, est décrite sous le nom de *micropegmatite*. D'une manière générale on peut établir que les porphyres de cette région appartiennent à la série des porphyres granoïdes de M. Grüner, et à celle des porphyres anthracifères de M. Michel Lévy.

La *micropegmatite* d'Albuern est une roche remarquablement caractérisée ; on y distingue des grains de quartz anguleux, du talc, du feldspath monoclinique et triclinique, et des globules de 0,005 à 0,006 de diamètre à structure radiée et qui composent presque toute la roche. Un grain de quartz en forme le centre. Au microscope, on reconnaît que ces rayonnements sont des étoilements de micropegmatite. Les feldspaths récents qui forment la pâte se sont consolidés en même temps. Les éléments anciens comprennent le quartz, l'orthose, la microcline et un plagioclase qui est peut-être de l'oligoclase. Tous ces éléments sont cimentés dans une pâte felsitique, microgranulitique, de consolidation plus récente, où domine le quartz en grains irréguliers. Un autre filon mince de porphyre, assez semblable au précédent, se trouve assez loin de là, à Gondar en Galice. La présence du mica blanc et l'absence de quartz ancien porphyrique distinguent cette roche de la précédente. Elle se rattache aux granulites, et l'auteur la rapporte aux microgranulites de M. Michel Lévy. Il est à remarquer que M. Barrois n'a pas trouvé dans cette partie des Pyrénées espagnoles de roche porphyrique se rattachant à la série des porphyres houillers de M. Michel Lévy, felsophyres des géologues allemands ou porphyres types des anciens auteurs.

Parmi les porphyres à structure trachytoïde, l'auteur signale une roche globulaire des environs de Gargantada ; elle se trouve en petits galets dans une couche tuffacée en dessous du trias. Ce porphyre présente de grandes analogies avec ceux qu'a décrits M. Michel-Lévy sous le nom de porphyres permien-violet. Cette roche est ici antérieure au terrain rapporté au trias.

On ne rencontre dans les monts Cantabriques que quelques filons isolés de diorite. Les diorites quartzifères d'Espagne sont identiques à celles des Ardennes et de la Bretagne ; elles coupent en minces filons les schistes cambriens. Souvent elles deviennent schistoïdes et passent à de véritables chlorito-schistes. Comme les précédentes, les diorites sans quartz sont en filons de peu d'épaisseur dans le cambrien ; les schistes ne paraissent pas modifiés au contact. En subdivisant ainsi les diorites en deux types, on n'a pas voulu donner à cette division une valeur géologique. Les diorites quartzifères de la Polla-de-Allande se rapprochent des diorites sans quartz de Ceda, Lagon et Celon, par la présence de l'amphibole à base de chaux et de magnésie, l'absence de mica biotite et le peu d'altération des feldspaths.

Les diabases n'avaient jamais été signalées dans les monts Cantabriques. M. Barrois en a reconnu à Santa-Eulalia de Tineo sous forme de tufs. Cette roche paraît identique aux conglomérats diabasiques du Harz, de la Saxe, de la Bavière et du Devonshire. A juger d'après l'examen des feldspaths et la présence du quartz, on serait porté à voir dans ces galets de Santa-Eulalia de Tineo des diabases andésitiques et des diabases labradoriques.

Ces descriptions lithologiques des roches que nous venons d'indiquer, sont suivies d'un chapitre important sur les *Kersantites quartzifères récentes*. Ce groupe, établi par l'auteur, présente des rapports avec les kersantites de Bretagne et de Nassau; elles en diffèrent surtout par certains caractères qui attestent en même temps leur origine récente.

Ce qui sépare ces kersantites des ophites, c'est surtout la structure, qui est une structure passage entre l'état granulitique et l'état microolithique; mais dans les ophites, le pyroxène diallagique est constamment de consolidation postérieure à celle des plagioclases, tandis que dans les kersantites récentes l'élément bisilicaté est toujours de première consolidation. On trouve dans les ophites intermédiaires établies par M. Mac Pherson les types les plus voisins de ces kersantites; toutefois, dans l'état de nos connaissances, il est difficile d'assimiler ces roches, et de plus, les kersantites récentes ne présentent pas de passage aux ophites proprement dites. C'est avec les dacites de la Hongrie que les kersantites récentes paraissent avoir beaucoup de relations; elles se rapprochent aussi par de nombreux caractères des propylites quartzifères. Cependant, elles s'éloignent de ce groupe par l'absence d'épidote microscopique et par la présence générale de l'augite comme élément secondaire; elles se séparent des dacites par la structure granitoïde.

Certaines variétés porphyroïdes des kersantites récentes d'Espagne ont d'étroites relations avec les porphyres bleus de l'Esterel. Les variétés granitoïdes paraissent se rapprocher davantage de la granulite récente de la grande Galite et de celle de l'île d'Elbe, la différence essentielle étant l'extrême rareté du feldspath monoclinique dans ces roches d'Espagne. — L'auteur, après avoir discuté les analogies et les différences de ses kersantites avec ces divers groupes de roches, arrive à la conclusion que les kersantites anciennes sont les proches alliées des premières. Celles-ci ne diffèrent que par certains caractères superficiels qui attestent en même temps leur origine récente. Ces caractères sont: 1° l'état frais des plagioclases remplis d'inclusions vitreuses, 2° l'abondance du fer oxydulé non hydraté.

Ces kersantites récentes, très répandues en Asturie, ne se présentent pourtant qu'en pointements isolés (Salave, Ynfiesto, Selviella, Presnas). Ce sont des roches entièrement cristallines, formées essentiellement de plagioclase et de mica noir dans une masse finement grenue ou compacte, où il y a généralement des grains de quartz granulitique, de l'amphibole et un pyroxène. Au microscope, la masse fondamentale gris-noir bleuâtre paraît microcristalline ou porphyrique, formée de petits cristaux de plagioclase, d'amphibole et surtout de quartz constituant presque à lui seul la pâte. On reconnaît aussi au microscope, comme éléments secondaires, du pyroxène, du fer oxydulé, de l'apatite, du feldspath monoclinique, du fer titané, du sphène, du talc, de la chlorite et de la calcite.

Les plus grands cristaux de feldspath sont des plagioclases vitreux. Ces cristaux, parfois simples, sont souvent maclés suivant la loi de l'albite, quelquefois ils offrent la combinaison des macles de l'albite et du périkline. Une partie de ces feldspaths paraît devoir être rapportée au labrador, une autre à l'oligoclase. Ces grands cristaux enclavent des particules vitreuses, de la hornblende ou du mica. Dans quelques-unes de ces kersantites plus compactes, on trouve des cristaux plus petits d'oligoclase, dont quelques-uns ont la macle de Baveno. La sanidine, moins abondante que les plagioclases, empâte souvent du quartz ancien. Le mica noir est un élément constant de ces roches ; souvent il est très ancien, d'autres fois il paraît épigéniser l'amphibole. Dans un seul cas le mica s'est présenté en petits cristaux à aspect microlithique, comme les cristaux de seconde consolidation des hornfels et de certaines porphyrites. La hornblende se trouve en cristaux de première consolidation ; rarement le minéral amphibolique est de l'actinolithe. Comme l'amphibole, le pyroxène est aussi de première consolidation ; ordinairement il est plus ou moins transformé en ouralite. La présence constante du pyroxène dans les kersantites récentes riches en quartz est un fait sur lequel M. Barrois insiste ; on ne l'a guère cité que dans les granit-porphyrés des Vosges et les andésites amphiboliques du Siebengebirge. Une partie des minéraux rapportés avec doute à la gédrite appartient peut-être au diallage, ou à une autre espèce de ce groupe. Ils se présentent en grains, plus rarement en cristaux bien terminés. Leurs propriétés optiques et cristallographiques ne permettent pas de les rattacher à l'amphibole ou à l'augite, ni à la diallage. L'acide chlorhydrique ne les entame pas en 24 heures. Ce ne peut donc être du péridot. Le minéral en question n'a reçu qu'une détermination provisoire, sous le nom de gédrite, pour le distinguer de l'augite à laquelle il est associé. Le quartz ancien se retrouve dans toutes ces roches ; le quartz récent joue un rôle très important ; il permet de définir les différentes variétés, et forme à lui seul presque toute la pâte. Il se trouve en grains granulitiques dans les variétés les plus granitiques ; quelquefois il est microgranulitique ; dans les variétés les plus porphyriques, il s'unit intimement au feldspath (micropegmatite). Dans les variétés les plus basiques, le quartz rappelle jusqu'à un certain point le quartz de corrosion des gneiss.

Les minéraux secondaires sont le mica potassique, la calcite, la chlorite, et parfois l'épidote. Comme espèces accessoires, citons : la molybdénite, le zircon, la tourmaline, la cassitérite, la rutile, la pyrite. Ces kersantites ont affecté les roches sédimentaires au contact : les filons minces de 1 à 2 mètres n'exercent généralement pas d'action de cette nature. Lorsque la roche s'est épanchée en masse, elle modifie profondément les couches adjacentes. A Salave, par exemple, on peut distinguer, 1° une auréole de schistes micacés, 2° une auréole de micaschistes chloriteux.

1° La zone des schistes micacés a environ 30 mètres d'épaisseur; le métamorphisme y a produit des petits points mats répandus irrégulièrement à la surface du schiste. C'est le mica noir, en petites paillettes très dichroïques, qui détermine ces taches. 2° L'aurole des micaschistes-chloriteux a une épaisseur de 3 à 4 mètres. La chlorite a pris naissance au dépens du mica noir, dont on peut suivre tous les stades de transformation; on voit aussi l'andalousite. Ces roches renferment en outre des petits plagioclases, que les angles d'extinction tendent à faire considérer comme de l'oligoclase. Elles rappellent les *Fruchtgneiss*, les *Cornubianitgneiss*, et surtout les *spilosités*.

A Celléirio, aux environs de Salave, on observe une couche de minéral magnétique qui diffère minéralogiquement de l'oligiste que l'on trouve habituellement dans cette position, formant une couche au sommet du terrain cambrien. L'auteur rapporte cette modification de l'oligiste en fer magnétique à l'action métamorphique des kersantites qui se trouvent au voisinage.

M. Barrois a pu établir l'âge géologique de ces kersantites récentes aux environs d'Ynfiesto. La roche y traverse les schistes et les grès houillers; sa postériorité au terrain houiller est donc nettement démontrée. De même, au sud du bassin crétacé d'Ynfiesto, un filon de kersantite coupe encore les schistes houillers, elle y est intercalée entre les schistes et le crétacé supérieur, où elle remplit une faille. Son apparition date de l'époque de la formation des failles qui relevèrent le terrain crétacé. Or, comme on ne retrouve pas dans cette région de traces d'un mouvement général du sol entre les terrains crétacés et tertiaires, il suit que les kersantites récentes à Ynfiesto, en relation avec les failles qui ont façonné ce bassin crétacé, sont postérieures à l'époque éocène. Elles auraient apparu entre l'éocène et le miocène, lors des grandes dislocations qui produisirent le massif des Pyrénées.

La deuxième partie de l'ouvrage est consacrée à l'étude de la paléontologie des terrains explorés par l'auteur. Le mérite principal de cette importante subdivision du travail a été de fixer l'âge précis des nombreuses espèces trouvées et décrites par de Verneuil, dont les recherches avaient déjà rendu célèbre la faune paléozoïque des Asturies. Les déterminations spécifiques sont faites avec soin, elles sont discutées d'une manière approfondie.

Ce n'est pas toutefois une monographie des fossiles paléozoïques d'Espagne que nous présente l'auteur, mais plutôt une liste critique de toutes les espèces recueillies, dont les rapports et les différences avec les types décrits sont mis en lumière.

De nombreuses espèces nouvelles ont été rencontrées par M. Barrois; elles sont décrites et représentées sur 14 planches, dessinées en partie

par l'auteur lui-même ; les formes figurées appartiennent spécialement aux groupes des coralliaires, mollusques, trilobites. L'exécution matérielle de ces planches ne laisse rien à désirer et fait honneur au crayon de M. Rogghé.

Le total des formes organiques connues dans les terrains paléozoïques de l'Espagne s'élève environ à 620 espèces. M. Barrois a trouvé personnellement 385 espèces de fossiles. Ce nombre est encore insignifiant, si on le compare à ceux qui sont donnés pour les terrains d'autres régions. Il reste donc beaucoup à faire encore, avant de pouvoir proposer un essai complet sur la répartition géographique des espèces paléozoïques dans cette partie de l'Europe méridionale. Mais certains faits observés cadrent parfaitement avec les résultats généraux de la science, et les observations postérieures ne pourront que les confirmer.

Les travaux de de Verneuil avaient déjà montré que le développement paléontologique s'était fait dans les terrains paléozoïques des Asturies de la même manière que dans ceux des pays voisins. Ce savant avait exprimé ce premier résultat pour les grandes divisions stratigraphiques ; l'auteur montre qu'il se poursuit dans les divisions d'un ordre inférieur. De Verneuil avait indiqué que, dans le terrain silurien d'Espagne, on rencontrait les formes du silurien de la Bohême, et dans le terrain dévonien, les formes du terrain rhénan. M. Barrois montre que l'on reconnaît, dans l'eifélien des Asturies, les formes eiféliennes des Ardennes, et que le frasnien contient les formes du frasnien de Belgique ; le calcaire carbonifère de Lena contient la faune carbonifère de Visé ; les schistes houillers de Sama, la flore des schistes houillers moyens d'Angleterre et du nord de la France ; et les schistes de Tineo, la flore de Saint-Étienne.

Un des traits les plus frappants que présente l'histoire paléozoïque d'Espagne et qui ressort des études paléontologiques de l'auteur, c'est la facile adaptation des faunes paléozoïques aux diverses régions où pénètrent les eaux marines. En outre, les faunes successives conservées dans les différentes couches paléozoïques des Asturies présentent des analogies plus grandes avec certaines contrées paléozoïques qu'avec d'autres, de sorte que les faunes synchroniques (ou du moins homotaxiques) avaient à la fois des rapports et des différences. Ces différences entre les faunes des divers bassins paléozoïques rappellent ce que l'on désigne aujourd'hui sous le nom de provinces marines zoologiques.

Ces provinces paraissent avoir subi de curieuses modifications de frontières, en Asturie, pendant la période paléozoïque : la faune cambrienne appartient à la Bohême et à la zone méridionale de l'Europe ; il en est de même de la faune silurienne qui, en outre, est identique à celle de Bretagne.

Les caractères propres de la zone méridionale de M. Barrande dis-

paraissent en Espagne pendant l'époque dévonienne; on voit alors arriver dans cette région, formée de toute pièce et sans mélange, la faune dévonienne septentrionale des Ardennes et du Harz. La communauté d'espèces entre ces régions indique, à l'évidence, que la mer qui couvrait les Asturies à cette époque était en communication avec l'Europe septentrionale. Il existe en même temps assez d'espèces propres pour démontrer que la distribution géographique des espèces, telle qu'on la voit aux époques postérieures, était déjà esquissée à cette époque. Mais l'uniformité du climat sur le globe tout entier rendait moins distinctes ces provinces zoologiques. Cette uniformité climatique est attestée par ce fait que les changements physiques qui ont déterminé les lacunes stratigraphiques n'ont pas eu grand effet sur le changement de la faune. De nos jours, un exhaussement de moins de 400 mètres du sol de l'Espagne y amènerait un climat alpestre, et la faune lusitanienne des côtes serait vite mélangée de formes boréales. Ainsi les changements orographiques des Asturies, auxquels on doit rapporter l'absence des faunes du givetien, du famennien et du condrusien, n'ont pu apporter aucune modification dans le climat ni dans les courants, puisque la faune du frasnien, succédant en Asturie à la lacune givetienne, y retrouve, comme à l'époque eifélienne, les mêmes conditions que dans la région rhénane.

De même la faune et la flore carbonifères succédant à la lacune condrusienne présentent terme à terme, les caractères des différents niveaux du carbonifère septentrional. La conclusion qui découle de ces faits est qu'il n'y a pas eu de mouvement bien considérable du sol pendant les périodes dévoniennes et carbonifères, puisqu'il n'y a pas eu de changement de climat ni de courants marins; ou bien que le climat était très uniforme. On doit constater, en tous cas, que durant la durée des temps paléozoïques, les Asturies n'ont jamais constitué une province zoologique spéciale.

Les fossiles énumérés dans les *systèmes cambrien et silurien* des Asturies appartiennent à trois faunes successives et sans analogies entre elles. Ce sont de haut en bas : 1° *Faune des étages de el Hornu, de Luarca* (silurien moyen); 2° *Faune de l'étage de Cabo Busto* (silurien inférieur); 3° *Faune de l'étage de la Vega de Rivadeo* (cambrien supérieur). Dans toute l'Espagne et dans une grande partie de l'Europe méridionale, ces faunes paraissent conserver un caractère de très grande généralité. Si l'on compare la faune cambrienne à celle du Léon on remarque des caractères peut-être encore plus franchement primordiaux; ainsi on n'a pas rencontré dans les Asturies les *Leperditia*, les *Capulus* qui établissent un lien entre la faune primordiale du Léon, et celles qui l'ont suivie. Au contraire, la prédominance des trilobites sur les autres animaux marins de cette époque n'est nulle part aussi complète que dans les Asturies. Ils forment presque à eux seuls la faune de cette époque en Asturie.

Les espèces les plus communes dans cette région (*Conocephalites Castroi*, nov. sp. et *Paradoxides Barrandeï*, nov. sp.) sont inconnues dans le Léon. De six espèces de tribolites décrites dans le Léon, trois seulement ont été reconnues dans les Asturies. Le genre *Agnostus*, signalé dans le Léon, fait en effet défaut dans les Asturies ; le *Conocephalites coronatus* (Barr.) y manque également, l'*Arionellus ceticephalus* n'y est représenté que d'une façon très douteuse. Enfin l'absence complète des brachiopodes y est également remarquable.

La faune de l'étage de Cabo Busto n'est pas encore connue ; mais il faut noter toutefois la curieuse persistance des caractères lithologiques et paléontologiques de l'épaisse formation de grès de cette époque, dans tout le sud-ouest de l'Europe, au nord de la France et au midi de l'Espagne. Citons la *Lingulella Heberti* (nov. sp.), les *Bilobites* et les *Scolithes*, caractéristiques de cet étage. Ces formes problématiques ont été l'objet de recherches spéciales, basées sur l'examen de bons échantillons et sur leur comparaison avec des formes analogues des terrains crétacés. Les *Bilobites*, rapprochés des *Pseudo-Bilobites*, ne représenteraient que des pistes laissées en creux sur un rivage par le passage d'un animal quelconque, et qui auraient été ensuite comblées par les particules les plus pesantes que les flots étalaient sur leur lit. Les *Scolithes*, groupés en *Scolithodèmes*, ou divisés en *Scolithomères*, présenteraient des relations avec les *Verticillipora* (*Barroisia*) du crétacé, et seraient comme eux des coelentérés inférieurs, *Calcispongiaires*, de la famille des *Pharetrones*.

La faune des étages de el Horno et de Luarda est la même que celle décrite dans la Sierra-Morena par MM. de Verneuil et Barrande, et par Sharpe dans la Sierra de Bussaco. On sait ses analogies avec celle des ardoisières des couches synchroniques de l'ouest de la France. — On n'a pas reconnu dans les Asturies la faune du silurien supérieur.

Ces systèmes cambriens et siluriens des Asturies ont dû se former au voisinage de grandes terres d'âge primitif ; c'est ce que montre l'abondance des grains de quartz clastique et d'éléments détritiques dans toutes leurs divisions, schistes, grès, quartzites. Ces grains quartzeux ont les caractères de ceux des roches schisto-cristallines primitives, plutôt que ceux des granites éruptifs. L'action des mers cambro-siluriennes dans le nord de l'Espagne a donc été d'étaler, au fond des bassins marins, les crêtes fournies par le relèvement des strates primitives émergées à cette époque en Galice, en Portugal et dans les monts Carpentaniques. Ces sédiments cambriens et siluriens devaient donc principalement être amenés de l'ouest et du sud.

En décrivant les faunes dévoniennes et carbonifériennes, l'auteur expose les conditions générales de ces terrains. Le dévonien marin d'Espagne présente un intérêt spécial par sa répartition des calcaires, tandis que le dévonien moyen est essentiellement calcaire dans toute la région

rhénane ; mais, par contre, la *grauwacke inférieure*, le *Spiriferensandstein*, y sont à l'état de calcaires et présentent ainsi un facies un peu différent de cette époque.

Les grès dévoniens inférieurs de Farada étant pauvres en fossiles, les documents manquent sur cette époque importante. M. Barrois limite l'étude aux couches comprises entre les calcaires de Nieva à *Spirifer hystericus* et les marbres griottes.

L'époque où le bassin dévonien asturien a atteint sa plus grande profondeur répond au coblenzien ; ensuite il s'est lentement comblé, sous des eaux marines pures au voisinage de terres peu étendues. Les formations eifelo-frasnienues de cette région sont des dépôts d'une mer qui se comblait à l'abri de tout apport fluvial. Pour rendre compte de la composition élémentaire et de la disposition stratigraphique de ces calcaires, on doit admettre qu'il se fit un apport de plus en plus croissant de matières en suspension dans l'eau, jusqu'à la formation purement clastique du grès de Cué.

Après ce dépôt littoral clastique, les eaux carbonifères firent invasion. Le terme inférieur (marbre griotte) du calcaire carbonifère possède une extension considérable et une grande régularité dans tout le massif pyrénéen franco-espagnol. Les crinoïdes forment la partie essentielle de ce dépôt ; on y trouve beaucoup de céphalopodes, peu de coralliaires au contraire. Ces calcaires carbonifères se déposèrent donc dans des conditions spéciales nouvelles, comme le prouvent à la fois leur composition différente et leur extension régulière et remarquablement uniforme. L'étude des caractères lithologiques et paléontologiques de ces calcaires permet de déduire que c'est un dépôt *pélagique*, mais non *océanique*. Ses caractères n'autorisent pas à conclure à l'existence d'un vaste océan en ce pays, ni à un grand changement de place entre les masses continentales et les océans.

La mer Égée où, d'après Forbes, la vase calcaire provenant des débris des régions calcaires voisines se dépose rapidement dans les eaux profondes, présente de nos jours les conditions physiques spéciales de la période carbonifère dans le nord de l'Espagne. Le calcaire de Leña a dû se former à de faibles profondeurs, comme le prouvent sa faune et ses alternances avec des couches clastiques à empreintes végétales. Ces calcaires carbonifères se seraient donc formés dans des bassins limités, creusés par les sédiments de la fin de l'époque dévonienne. Ces bassins étaient entourés de terres couvertes de matériaux clastiques désagrégés. Ces matériaux, entraînés dans les eaux carbonifères, provenaient en Asturie des calcaires dévoniens qui formaient les rivages. La richesse en carbonate de chaux des mers de l'époque carbonifère a dû beaucoup contribuer à l'uniformité de leur faune.

Passons rapidement en revue cette faune devono-carbonifère :

Les *Foraminifères*, inconnus dans le dévonien, sont représentés dans le carbonifère par les genres *Fusulina*, *Fusulinella*, *Dentalina* et autres *Lagenidae*.

On trouve des traces obscures d'éponges *hexactinellides* dans le dévonien. *Sebargasia Sollasia* et *amblysiphonella* s'observent dans le carbonifère.

Pour les *Anthozoaires*, on constate que les *Alcyonnaires* sont peu représentés, les formes les plus intéressantes appartiennent aux *Madrépores* : *Tetracoralla* ou *Hexacoralla*.

Parmi les *Tetracoralla* (*Rugueux*), le premier groupe, celui des *Inexpleta*, fait complètement défaut dans le carbonifère des Asturies. Cette faune de *Tetracoralla expleta* comprend d'abord les genres anciens, tels que *Amplexus*, *Zaphrentis*, *Lophophyllum*, *Campophyllum*, *Diphyllum*, auxquels est venue se joindre une seconde série de formes, caractérisée par le développement exagéré de la columelle, et représentée par les genres *Petalaxis*, *Koninckophyllum*, *Lonsdaleia*, *Axophyllum*, *Rhodophyllum*. Ces genres présentent, quant à leur columelle, les modifications les plus diverses. Ce n'est que dans le carbonifère d'Espagne, comme en Silésie, qu'on voit les *Rugueux* à columelle dominer par le nombre et la variété des espèces et des individus.

Chez les *Tetracoralla* du carbonifère, il se présente une autre différenciation : elle consiste en une division en trois zones concentriques, facilement observable sur les sections horizontales. La zone externe est formée d'un tissu vésiculaire où les cloisons sont nombreuses, peu distinctes ; la zone moyenne montre des cloisons lamellaires bien développées, entre lesquelles il n'y a plus guère de dissépinements ; la zone interne est la columelle formée de feuillets concentriques et diversement réticulés.

C'est à l'époque dévonienne que le genre *Cyathophyllum* a eu son plus grand développement. A l'époque carbonifère il finit par s'éteindre. Les formes à gemmation calycinale y dominent sur les formes à gemmation latérale, si abondantes dans le dévonien.

Dans les divisions inférieures du dévonien, les *Acervularia* (*Heliophyllum* de Schlüter) sont peu abondantes ; dans le frasnien, et en général dans tous les étages supérieurs, ils atteignent tout leur développement. L'auteur fait remarquer ici l'intérêt que présente la différenciation de leur calice en deux zones concentriques, sur laquelle il a insisté. Ce caractère nous montre, chez les *Acervularia* de la fin du dévonien, des précurseurs de nombreux genres carbonifères où cette différenciation est poussée si loin et est devenue générale.

Dans la série géologique, l'ordre des *Hexacoralla* a pris son développement après la décroissance des *Tetracoralla*.

Dans les calcaires paléozoïques des Asturies il n'est représenté que par les familles aberrantes des *Favositides* et des *Chaetides*. En limitant les

observations aux Asturies, on constate que ces familles entrent dans leur phase de régression du dévonien au carbonifère : les 6 genres, 20 espèces citées dans le dévonien inférieur, ne sont plus représentés que par 4 genres, 5 espèces dans le carbonifère, et il n'y apparaît pas de genres nouveaux.

Les *Hydrocorallines* de Moseley sont les seuls hydraires connus dans les Asturies : *Stromatopora concentrica*, *S. verrucosa*, y forment des bancs entiers dans le dévonien.

Les calcaires dévoniens ont fourni les mêmes genres de *Crinoïdes* qui caractérisent ce terrain sur les bords du Rhin : *Haplocrinidæ*, propres au dévonien, *Cyathocrinidæ*, moins variées que dans le silurien, et enfin des représentants des *Platycrinidæ* et *Actinocrinidæ*, familles en progrès, ainsi que les *Melocrinidæ* et *Rhodocrinidæ*, qui atteignent ici leur maximum. La localisation des crinoïdes est moins grande dans le dévonien que dans le carboniférien, car il y a de nombreux rapports spécifiques entre les crinoïdes cités et ceux du dévonien de l'Eifel. Le carboniférien est caractérisé en Asturie, comme dans toutes les régions où ont été étudiés les sédiments calcaires de cette époque, par la grande abondance de restes de crinoïdes qu'on y trouve. Les familles prédominantes sont celles des *Actinocrinidæ*, *Platycrinidæ*, *Poteriocrinidæ*, revêtant un grand nombre de formes spécifiques ; on y trouve en outre des *Mespilocrinus*, *Erisocrinus*, si caractéristiques du carboniférien, avec des *Cyathocrinidæ*, dont l'existence s'est prolongée à travers toute la série paléozoïque. Plusieurs de ces espèces sont propres au carbonifère des Asturies.

Quelques belles espèces de *Blastoides* occupent des gisements très localisés.

Les *Echinides* apparaissent dans le carbonifère avec le seul genre. *Archæocidaris*, qui rappelle les jeunes stades de nos *Cidaris* actuels.

Les *Bryozoaires* abondent au milieu des bancs de polypiers de l'eifélien des Asturies ; les *Fenestellidæ* et les *Reteporidæ* s'y présentent avec une grande variété de formes en partie nouvelles. Le bon état de conservation de ces fossiles a permis de reconnaître que nombre des *Fenestellidæ* décrites et figurées par les auteurs n'étaient que des fossiles incomplets, dépourvus de leur couche externe, qui est mince, fragile et d'une décomposition rapide. C'est à tort qu'on l'a décrite à part sous le nom d'*Hemitrypa*. La petite taille des cormus des *Fenestellidæ* du dévonien asturien, leur base solide, la position des pores sur la face externe, sont autant de faits qui viennent établir que les relations des *Fenestellidæ* dévoniennes des Asturies sont avec celles du silurien supérieur, plutôt qu'avec celles du carbonifère. Contrairement à ce qui a lieu dans les régions voisines, cette curieuse famille de *Bryozoaires* entre en décroissance dans le carbonifère des Asturies, où elle présente les mêmes caractères zoologiques qu'en Angleterre.

De toutes les classes d'animaux qui peuplaient les mers de l'époque paléozoïque, aucune ne mérite autant l'attention que celle des *Brachiopodes*, car aucune n'est aussi généralement répandue. Le nombre total des Brachiopodes déterminés dans ce mémoire est de 112 ; il est plus grand en y joignant les espèces citées par les auteurs. Considérées dans les limites de la région étudiée, toutes ces espèces sont caractéristiques des différentes assises où on les rencontre. L'ordre de succession des espèces cosmopolites a été le même que dans les régions voisines. — Les *Pleuropygia* sont en pleine décroissance pendant les époques dévonienne et carbonifère en Asturie ; les *Apygia* atteignent leur maximum pendant le dévonien, notamment les formes à région cardinale allongée, anguleuse, à area vaste. On remarque que le deltidium de ces formes rappelle les dispositions embryonnaires du deltidium des formes plus différenciées, à area plus courte, ou nulle, des terrains plus récents. Les *Athyris* et les *Spiriferi osteolati* présentent ici, dans le dévonien inférieur, de curieuses séries de variétés ; le groupe de *Wilsonia* est aussi intéressant à ce point de vue.

Parmi les *Lamellibranches*, toutes les familles de la section des *Asiphonida* étaient représentées dans les mers Asturiennes, lors du carbonifère ; la section *Siphonida integripalliata* n'était représentée que par deux familles ; il n'y en avait qu'une de la section plus différenciée des *Siphonida sinupalliata*. Ce n'est pas pourtant la famille des *Ostreidae* qui se trouve dans le silurien, à la base du groupe des *Lamellibranches*. L'abondance des *Arcacæ*, seuls représentants du groupe à la base du silurien, nous montre que cette famille occupe la base de l'arbre généalogique des *Lamellibranches* ; les *Monomyaires* et les *Dimyaires* en sont deux rameaux divergents. Les espèces de *Lamellibranches* des Asturies sont nouvelles pour la plupart, quoiqu'elles appartiennent à des genres connus. Le développement philogénique des groupes de *Lamellibranches* est en effet le même partout ; mais on sait par contre que les espèces de ces genres ont ordinairement une extension locale et très circonscrite.

On remarque pour les *Gastéropodes* que les *Opisthobranches* et les *Siphonostomata* font défaut dans les terrains anciens des Asturies ; toutes les familles des *Holostomata* y sont au contraire représentées, à l'exception des petites familles des *Fissurelidae*, *Patellidae*, et celle des *Chitonidae*, dont l'absence dans le carbonifère asturien est digne de remarque. Les genres les plus répandus sont ceux des *Platyceras*, *Evomphalus*, *Pleurotomaria*.

Le dévonien est riche en *Ptéro-podes* ; ce sont surtout les *Tentaculites* et les *Conulaires* qui représentent ce groupe.

Les *Céphalopodes* sont rares dans toute la série asturienne, si l'on en excepte le marbre griotte ou campan, formé presque entièrement de *Goniatides* et d'*Orthodères*. Ces *Goniatides* appartiennent au groupe des *GenufRACTI* et des *Lanceolati*, caractéristiques du carbonifère.

Diverses espèces nouvelles de *Crustacés* rentrent dans des genres connus. Le développement des *Trilobites* a été le même dans les Asturies que dans les contrées paléozoïques voisines mieux connues.

Dans la troisième partie, l'auteur étudie la stratigraphie. Les roches sédimentaires de ces régions sont supportées par le *terrain primitif* ou *archéen*, comprenant les formations strato-cristallines antérieures au cambrien. Ce sont les terrains primitifs de la province de Lugo, formant la partie orientale de la Galice, qui furent l'objet spécial des études de M. Barrois ; elles complètent celles de M. Mac-Pherson sur les roches primitives de l'ouest de cet ancien royaume. Il constate dans les terrains primitifs qu'il a explorés : 1^o une division inférieure formée de *micaschistes*, très développés aux environs de Villalba ; ils sont composés de deux micas, d'orthose, de plagioclase, de quartz à deux états, avec grenat, zircon, sphène(?) et oligiste ; 2^o la division supérieure est composée de *roches vertes*, *chloritoschistes* et *talschistes*, avec lits de quartzites, serpentine et cipolins. Ces schistes recouvrent, vers San Cosme, les micaschistes de Villalba. Ils sont développés dans la Sierra Capelada, et forment une bande de 12 à 15 kilomètres.

Surhordonnées aux roches des deux divisions précédentes, apparaissent de minces couches de *gneiss* de 0,20 à 0,50^m, interstratifiées dans le terrain primitif. Ce gneiss ne se distingue des gneiss rouges de la Saxe que par l'absence d'oligiste ; il pourrait être envisagé comme un sédiment ancien, transformé en roche gneissique lors de la cristallisation des sédiments primitifs, dont il formerait une partie intégrante. Cependant, si les rapports stratigraphiques paraissent devoir faire admettre cette théorie, l'auteur fait observer que les caractères minéralogiques de cette roche tendraient plutôt à la faire considérer comme éruptive ou comme modifiée par contact. Des *amphibolites grenatifères* forment, comme les gneiss, des couches minces interstratifiées dans le terrain primitif du centre de la province de Lugo. Elles rappellent les amphibolites des environs de Sainte-Marie aux-Mines. La présence du grenat et du quartz y est fréquente. Les roches grenatifères de Lugo sont formées : I, de fer titané, de rutile et quartz ; II, de plagioclase, d'actinote, de grenat, de quartz, d'acide titanique et d'épidote ; plusieurs de ces minéraux seraient dus à une action métamorphique de contact.

Le *terrain cambrien*, formé de schistes, phyllades, quartzites et calcaires, est identique en Asturie et dans la Galice. L'auteur y observe la succession suivante des couches concordantes entre elles : *Grès de Cabo Busto* (base du silurien), *calcaires et schistes à Paradoxides de la Vega*, *schistes de Rivadeo*. Ce terrain atteint une épaisseur d'environ 300 mètres.

Après une étude comparative du système cambrien dans les monts Cantabriques et dans les autres régions, M. Barrois aborde la description

du terrain *silurien*, dont le tableau suivant résume la succession des couches, mises en rapport avec le *silurien* de la France occidentale :

	ASTURIES	FRANCE OCCIDENTALE.
Silur. sup. Faune 3 ^e	{ Schistes et quartzites de Corral.	{ Calcaire de Rosan, Schistes à nodules, Ampélites à <i>graptolites</i> , Psammites à <i>Scotlithes</i> .
Silur. moy.	{ Schistes calcaireux de el Horno à <i>Endoceras duplex</i> , Schistes ardoisiers de Luear à <i>Calymene Tristani</i> , Lit de minerai de fer.	{ Schistes d'Angers, Min. de Dalimier.
Faune 2 ^e		
Silur. inf.	{ Grès de Cabo Busto à <i>Scotlithes</i> , Grès versicolore, poudingues et schistes.	{ Grès armoricains. Sch. pourprés.

Ces couches en stratification concordante sur le cambrien sont recouvertes de la même façon par le dévonien inférieur ; elles sont relevées et plissées. Un des faits stratigraphiques les plus importants et qui ressort du tableau précédent, c'est leur identité de composition avec les couches synchroniques bien connues de toute la contrée hispano-française.

D'après les recherches de l'auteur, le terrain *dévonien* des Asturies constitue un ensemble homogène de couches concordantes entre elles, dont l'épaisseur est d'environ 4000 mètres. Plus de 50 pages du mémoire sont consacrées à la description de nombreuses coupes détaillées, à l'étude de la succession des couches dévoniennes et de leur faune caractéristique, à la comparaison du dévonien de cette région avec celui des monts Cantabriques, du centre de l'Espagne, des Alpes, du sud de l'Allemagne, des Ardennes, de l'Eifel, de la rive du Rhin et du Harz. M. Barrois a pu établir 8 zones distinctes dans ce terrain dévonien ; elles sont assez bien caractérisées lithologiquement et paléontologiquement. Il les résume dans un tableau, montrant la succession des zones asturiennes et leurs relations avec les zones parallèles de quelques régions voisines. La liste ci-jointe montre ces subdivisions :

Dévonien sup.	{ Fammenien.	Grès de Cué.
	{ Frasnien.	Calcaire de Candas.
Dévonien moyen.	{ Givetien.	Grès à Gosseletia.
	{ Eifelien	Calcaire de Moniello,
Dévonien inférieur.	{ Coblentzien sup.	Calcaire d'Arnao.
	{ Coblentzien inf.	Calcaire de Ferrones.
	{ Taunusien	Calcaire de Nieva.
		Grès de Furada.

M. Barrois a le premier établi la succession et l'extension des divisions paléontologiques du terrain carbonifère des Asturies. Ce terrain forme le sommet des monts Cantabriques, à la limite des provinces de Santander et d'Oviedo, où il repose sur le dévonien supérieur. Il s'étend de là vers l'ouest, en petits bassins isolés, jusque près des frontières de la Galice ; il y repose sur le terrain cambrien. Il est donc en

stratification transgressive sur les formations antérieures. L'*assise du Griotte* était jusqu'ici rapportée au dévonien ; elle constitue l'assise inférieure du carbonifère ; son épaisseur est de 30 m. en moyenne. La seconde subdivision de ce terrain est l'*assise des Cañons*, qui forme une masse épaisse de plus de 200 m., avec couches alternantes de calcaire dolomitique. L'*assise de Lena* est formée de couches alternantes de calcaire marin (Fusulines), de schistes à flore terrestre (Culm), de grès et de poudingues. Elle possède, au point de vue paléontologique, des relations avec le calcaire de Visé. Sur les couches de Lena, repose en stratification discordante l'*assise de Sama* ; on y retrouve la même flore que dans les houilles synchroniques du terrain moyen du nord de la France, d'après les déterminations de MM. Grand'Eury et Zeiler. Le calcaire apparaît rarement dans l'intérieur des bassins houillers de cette subdivision. L'*assise de Tineo* ne repose pas sur la précédente ; les formations houillères qui la composent recouvrent en stratification discordante les terrains dévonien ou cambrien. Entre les deux dernières assises s'est donc produit le grand mouvement du sol, à l'époque carbonifère. Entre le moment du plissement du houiller moyen et le déplacement vers l'ouest des dépôts du terrain houiller supérieur, vient se placer une période de dénudation et de remaniements. Le tableau suivant que donne M. Barrois résume la succession et l'histoire des grandes subdivisions du terrain carbonifère.

ÉTAGES	ASSISES	FORMATIONS MARINES	FORMATIONS TERRESTRES
Houiller supérieur Uppercoalmeasures	A. de Tineo	(manque)	Flore houillère supérieure
Houiller moyen	A. de Sama	Schistes à Bellerophons de Santo-Firme. etc.	Flore houillère moyenne
	A. de Lena	Lumachelles à <i>Aulacorhynchus</i> , calcaire à Fusulinelles, etc.	Flore du Culm
Calcaire inférieur (Subcarboniferous or Bernician)	A. des Cañons	Calcaire à <i>Poteriocrinus</i>	(manque)
	A. du Griotte	Marbre à Goniaticites	(manque)

Le dernier chapitre du mémoire est consacré à l'étude des phénomènes qui ont modifié ces terrains paléozoïques depuis l'époque de leur dépôt. Les couches asturiennes ont subi des dislocations très complexes, que l'auteur esquisse en les rattachant aux mouvements qui ont affecté les Pyrénées.

La direction N S des couches qui forment les montagnes Cantabriques et leur inclinaison dominante vers l'ouest s'expliquent en admettant

qu'une pression latérale de l'ouest vers l'est a provoqué le plissement et, dans certains cas, le renversement de ces formations. Le ridement de ces terrains ne peut être rapporté à l'éruption du granite ; car le granite de Boal et de Lugo n'a pas influencé la position des couches encaissantes. Cette pression latérale a eu lieu à la fin de la période paléozoïque. Outre ce ridement général survenu à cette époque, divers mouvements contemporains de leur formation ont dérangé les terrains primaires, provoquant ainsi les variations orographiques, les changements de faune, l'accumulation et la formation des sédiments, et la stratification transgressive.

Les diverses formations secondaires recouvrent en stratification discordante les formations primaires, et les bassins secondaires s'allongent de l'est à l'ouest. On doit admettre qu'alors les pressions latérales se seront fait sentir suivant la direction du méridien. Ce mouvement du sol cantabrique est survenu entre l'éocène et le miocène ; il est synchrone, et on peut le dire identique à celui qui releva les Pyrénées. « Les monts Cantabriques, dit l'auteur, doivent donc leur origine à deux puissantes pressions latérales successives : la première, agissant suivant la direction des parallèles, se produisit entre les terrains houiller et permien ; la seconde, agissant suivant les méridiens, eut lieu entre l'éocène et le miocène. Le premier ridement fut précédé de nombreux mouvements de bascule, E à O ; le second fut de même précédé de mouvements oscillatoires, N à S, fournissant ainsi respectivement de nouveaux exemples de ce fait, général dans les régions montagneuses, de la répétition des mêmes mouvements du sol aux mêmes époques. »

M. Barrois signale ensuite certains détails orographiques du massif paléozoïque des Asturies, et insiste sur leurs relations génétiques avec les phénomènes atmosphériques. Dans peu de régions on observe des modifications aussi variées de l'écorce du globe, produites par les agents météoriques. Leur influence se fait sentir avec beaucoup plus d'énergie au nord des monts Cantabriques qu'au sud de cette chaîne. L'auteur montre les dépendances qui existent entre les phénomènes de dénudation et les conditions météorologiques de ces montagnes, leur disposition orographique, leur climat, le régime de leurs eaux. Les *eaux pluviales* s'attaquent à toutes les roches, et le calcaire en particulier est creusé sous leur influence. Elles forment, en séjournant sur les plateaux des *grès à scolithes*, des marais tourbeux. Les *eaux courantes*, s'infiltrant dans les calcaires dévonien et carbonifères, circulant dans les vides de ces roches, creusent les gouffres ou entonnoirs de l'est des Asturies. On doit admettre toutefois que l'action chimique des eaux de pluie a joué un rôle dans le creusement de ces cavernes, avant l'ouverture du trou supérieur comme après l'élargissement des puits. Les *eaux de ruisselle-*

ment, descendant en grande quantité des montagnes, ont donné leur forme définitive aux vallées Cantabriques. Les *rios* de cette région ont une vitesse et une force érosive considérables, ils jettent directement à la mer la plus grande partie des sédiments qu'ils entraînent. En quelques points seulement de leurs rives, on trouve des formations alluviales; elles se couvrent rapidement de végétation; mais souvent elles sont remaniées par le torrent et ensevelies sous une masse de cailloux. On observe des dépôts caillouteux à 15 et à 20 m au-dessus du niveau actuel de l'eau. Quelquefois ces accumulations de cailloux présentent un aspect glaciaire très prononcé; mais on n'a pas découvert de blocs striés. Il est vraisemblable toutefois qu'à l'époque quaternaire, les monts Cantabriques étaient recouverts de glaciers, semblables à ceux des Pyrénées; les témoins de ce phénomène auront été presque tous entraînés par la dénudation. Dans ces montagnes les eaux courantes ont exercé une action profonde et étendue; elles ont ouvert les vallées actuelles à travers des grès et des calcaires compacts (Cañons); elles ont dû, à diverses reprises, creuser leur lit. Ces torrents ont enlevé toutes les formations quaternaires, et même, comme on le dira plus loin, les formations miocènes et pliocènes. Les *eaux marines*, poussées avec force par les vents et les marées contre la côte Cantabrique, attaquent les falaises carbonifères. Sous le niveau de la ligne de haute mer, on remarque deux degrés de plates-formes planes et unies, insensiblement inclinées vers le large. Ces plaines de grès sont plus élevées que celles des calcaires, et celles-ci plus que celles des schistes. La plaine de dénudation marine, qui longe dans le golfe de Biscaye les monts Cantabriques, a dû se former pendant une période d'affaissement lent du sol, postérieure à l'époque éocène. L'auteur a trouvé à la surface de cette plaine divers lambeaux de sables avec galets roulés, qui ne présentent aucune relation avec les vallées actuelles; il les rattache au tertiaire supérieur; mais, en l'absence de fossiles, il ne peut fixer leur âge précis. Ces lambeaux ont conservé leur plus beau développement à la limite des Asturies et de la Galice, dans la Granda de Mil-Pasos, près de Castropol. En s'appuyant sur les travaux de MM. Carez et Vasseur sur les terrains tertiaires de l'ouest de l'Europe, M. Barrois est conduit à admettre que la première formation de la plaine de dénudation marine du nord de l'Espagne est due à l'action des vagues de la mer miocène, et que cette plate-forme a été de nouveau recouverte par les eaux du pliocène supérieur, qui y ont laissé leurs dépôts de sable avec galets. A l'époque miocène, cette plaine devait s'étendre beaucoup plus en mer qu'aujourd'hui, et devait s'abaisser doucement vers le rivage; la limite de la mer devait longer la côte nord de la Péninsule, suivant une ligne ondulée qui pénétrerait de 2 à 6 kilomètres dans les parties montagneuses.

A. RENARD, S. J.